Petrographische Studien an Hochtrötsch-Diabasen einschließlich einer kurzen Charakteristik der mit ihnen auftretenden Tonschiefer

Von Josef Hanselmayer, Graz

(Vorgelegt in der Sitzung am 12. Jänner 1950)

Auf einer gemeinsamen Begehung mit Frau Dr. Ida Peltzmann, die gegenwärtig eine Neukartierung im Hochtrötschgebiet (Rechberg—Fragnerberg, Steiermark) durchführt, kamen wir auch zu dem Diabasvorkommen, das sich im Liegenden des Trötschgipfelbaues bzw. im Hangenden der Kalke des Fragnerberges befindet. Wie aus dem folgenden Profil ersichtlich ist, liegen die Diabase zum Teil über dem Schökelkalk bzw. den „Oberen Schiefern", zum Teil aber auch über geflaserten Kalken.

Hangend

Trötschgipfelbau { Genetzte Kalke (Barrandeistufe)
Heller Dolomit (Unterdevon) }
Diabas
Obere Schiefer (mit Crinoiden, vermutlich Karbon) und Flaserkalke
Schöckelkalk

Liegend

Da die Diabase schon makroskopisch Unterschiede aufwiesen, wurden diesem Vorkommen drei typische Stücke entnommen, deren weitere Untersuchung die Grundlage für nachstehende Ausführungen bot. Der Fundort liegt in etwas über 1000 m Höhe, südsüdöstlich von P. 1066[1].

[1] Die geologischen Details im Gebiete dieses Diabasvorkommens sind aus der Arbeit: Ida Peltzmann, Paläozoikum nördlich von Graz (Rechberg—Fragnerberg nördlich von Semriach), die in Kürze in den Mitt. d. Geol. Bundesanstalt Wien erscheinen wird, zu ersehen.

An dieser Stelle waren bisher keine Diabase oder verwandten Gesteine bekannt. Zwar erwähnt R. Schwinner[2] (S. 251) im Süd- und Westhang des Trötsch einen fast 2 km langen Zug normaler Grünfleckschiefer, in dessen Verlauf westlich vom Seifried (841 m) im Südwesthang massiger Diabas aufbricht. Diese Diabasbank liegt aber fast 4 km entfernt; eine Verbindung ist zwischen diesem und unserem Vorkommen nicht sichtbar. Das führt zur Frage, ob sich die Gesteine der beiden Fundorte überhaupt petrographisch entsprechen. Ein weiteres Vorkommen von Diabasschiefern[2] (S. 246) auf der Südostseite des Fragnerberges wurde, da es außerhalb des Peltzmannschen Kartierungsgebietes liegt, in diese Studie nicht einbezogen.

Nach der Beschreibung R. Schwinners[2], dem ich für die Möglichkeit der Einsichtnahme in Handstück und Dünnschliff zu danken habe, gehört sein Diabas vom Seifried zu den Diabasporphyriten i. e. S., denn neben den großen Plagioklaseinsprenglingen sieht man nur wenige Augiteinsprenglinge bzw. deren Pseudomorphosen. Eine erste Einsichtnahme in die von mir untersuchten Proben vom Fragnerberg zeigt hingegen, daß hier Augitporphyrite vorliegen, die von Ort zu Ort fortschreitende Deformation erkennen lassen. Welche weiteren Beziehungen zwischen beiden auftreten, soll im folgenden gezeigt werden.

In engster Beziehung mit diesen Diabasen fanden sich Tonschiefer, die möglicherweise Diabastuffmaterial enthalten konnten und deshalb mitbearbeitet wurden.

Einzelbeschreibung der Diabase vom Hochtrötsch.

1. Augitporphyritischer Metadiabas (Uralitporphyrit).

Das Gestein zeigt stumpfgrüne Farbe, bricht dickplattig und hat ein ebenes s mit hackig verlaufenden Quer- und Längsbrüchen. Auf den s-Flächen beobachtet man grünschwarze Flecken mit Durchmessern von 2 bis 4 mm, häufig sichtlich geplättet; doch sind diese s-Flächen nur in Abständen von 10 bis 15 mm stark ausgeprägt. In den von ihnen abgegrenzten Räumen sind die ehemaligen Einsprenglinge weniger deformiert, ja oft noch in guten Kristallformen erhalten. In diesen Fällen sinkt der Einsprenglingsdurchmesser auf Größen von 1 bis 2 mm. Die Form der Einsprenglinge läßt sich nach den Schnitten u. d. M. noch beurteilen. Es

[2] Schwinner, R., Das Bergland nordöstlich von Graz. Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 134. Bd. 1925, S. 219—276.

waren ursprünglich jene der gem. basalt. Augite (vgl. Fig. 152 bei Chudoba[3]), und sie ist nur gelegentlich deformiert. Die Einsprenglingsmenge beträgt nach Ausmessung im Handstück und u. d. M. rund 23%.

Die Grundmasse, nunmehr zum Grundgewebe geworden, ist dicht, daher für das freie Auge nicht auflösbar.

U. d. M. ergab die Messung der Auslöschungsschiefe der in den Einsprenglingen pseudomorph aufscheinenden Hornblende $n\gamma/c = 16^0$, a = blaßgelblichweiß, b = hellgrün und c = hellgrün mit bläulichem Stich; das entspricht den Eigenschaften des Uralites. Diese Uralite sind Pseudomorphosen nach einem Augit. Es ist aber bemerkenswert, daß es hier nicht einen Fall gibt, wo die Hornblende allein die Pseudomorphosen bildet, sondern stets ist auch Chlorit daran beteiligt. Dieser ist von kräftig grüner Farbe und niedriger Aggregatdoppelbrechung mit anomalen Farben. Außerdem findet man in den Pseudomorphosen fast regelmäßig kleine Häufchen von Titanit. Ferner ist es auffallend, daß es im Dünnschliff auch solche Pseudomorphosen nach Pyroxen gibt, die nur aus reinem Chlorit bestehen. Selten kommt es vor, daß neben diesem Chlorit noch Kalkspat einen Teil der Pseudomorphosen ausmacht. Und gerade in ersteren, die nur aus Chlorit bestehen, findet man auch Magnetit in modellscharfen Oktaedern eingelagert. Die größeren dieser Kristalle haben Durchmesser von 0,03 mm. Eigentümlich ist der Pleochroismus des Chlorites: $n\gamma$ = fast farblos, $n\alpha$ = schmutzig-bläulichgrün. Die Polarisationsfarbe ist ein fahles Bronzegelbbraun.

Die lamellare Verteilung des Chlorites und der Hornblende sowie der Umstand, daß oft das Innere der Pseudomorphosen den Chlorit angereichert hat, während sich die Hornblende nach außen zieht, kann so gedeutet werden, daß der ursprüngliche Pyroxen der Diabase der ihnen faziesmäßig zukommende Pigeonit war oder eine Verwachsung von Pigeonit mit diopsid. Pyroxen. Die beiden Pyroxene unterscheiden sich bekanntlich dadurch, daß der reine Pigeonit fast oder ganz kalkfrei ist, der diopsidische Pyroxen aber kalkreich. Daher kann sich aus dem Pigeonit eine reine Chloritpseudomorphose entwickeln, ohne Kalkspatanteil; dagegen wird sich aus dem diopsid. Pyroxen der dem Strahlstein verwandte Uralit bilden, also wieder ein Calciummineral. Dabei fällt noch Kalk ab, aber nicht Magnesia. Und tatsächlich ist das Karbonat, welches in den uralitischen Pseudo-

[3] Chudoba, K., Mikroskopische Charakteristik der gesteinsbildenden Mineralien. Freiburg i. Br., Herder 1932. S. 1—213.

morphosen hin und wieder angetroffen wird, als Kalkspat zu erkennen und z. B. an der Zwillingsbildung und an der Absorption klar vom Dolomit zu unterscheiden.

In einem Einsprengling war Sanduhrstruktur noch sichtbar erhalten; außerdem wurden im Schliffbereich Uralitzwillinge nach (100) beobachtet.

Die ehemalige Grundmasse ist in einen äußerst feinkörnigen Kristallfilz umgewandelt, in dem kleine Hornblenden, Chlorit und Epidot in ungefähr gleichen Mengenverhältnissen zu erkennen sind. Ferner kann man eine mäßige Anzahl von winzigen Albitleistchen feststellen, auch sieht man vereinzelt kleine Ilmenite in tafeliger Ausbildung. Alle diese Mineralien haben 0,03 bis 0,02 mm Durchmesser. Desgleichen kommen Magnetitstaub und Magnetite (Durchmesser um 1 mm) vor.

Der Dünnschliff enthüllt noch mehrfach feine Karbonatadern, die mit Kalkspat gefüllt sind und nur kurze Strecken anhalten. Die Dicke dieser Adern beträgt nur einige Hundertstel Millimeter.

2. Verschieferter augitporphyritischer Metadiabas.

Schon makroskopisch sind hier im Handstück, das einige Meter weiter hangabwärts geschlagen wurde, deutlich Unterschiede gegenüber dem vorher beschriebenen Gestein bemerkbar. Es erscheint in dünne Lagen aufgliederbar, zeigt unebenes buckeliges s und wenig deutliche Quer- und Längsbrüche. Außerdem erscheinen mit dem Diabas quarzreiche Karbonatgesteinslagen verwalzt. Im übrigen aber ist es in Hinsicht auf Einsprenglinge und diabasisches Grundgewebe, von der Deformation abgesehen, ganz mit 1 vergleichbar.

Weitere Unterschiede ergibt das mikroskopische Bild. So sind die Pseudomorphosen nach den Augiten kaum noch der Form nach als Augit zu erkennen, da sie ausgeplättet und in s eingeregelt worden sind. Weiters zeigt sich, daß sie keinen Uralit enthalten, sondern nur Chlorit und etwas Karbonat (Kalkspat). Die Größen der Einsprenglinge sind wie bei 1.

Im Grundgewebe, das strukturell dem von 1 völlig ähnlich ist, erkennt man wiederum Klinozoisit-Epidot einerseits, feinschuppige chloritische Substanz andererseits und etwas Feldspat, der aber nicht genau diagnostiziert werden konnte, wahrscheinlich ebenfalls Albit. Sehr deutlich sieht man unterschiedlich zu 1 einen hier viel größeren Reichtum an Magnetit in Kriställchen und Kristallgruppen mit Korngrößen von 0,005 bis 0,01 mm. Hornblende konnte nicht gefunden werden.

Während das Karbonat (Kalkspat) in 1 ein Teilhaber in den Pseudomorphosen der umgesetzten primären Kristalle ist, tritt dasselbe Karbonat in 2 in Form von Lagen auf, die mit dem Diabasmaterial verwalzt sind und häufig gerade mit den uralitischen Pseudomorphosen in Verbindung stehen. Diese Kalklagen erscheinen pflastrig aufgebaut und enthalten in ziemlicher Menge Quarzkörnchen. Die Zwillingsstreifung der Kalkspate spiegelt die mechanische Beanspruchung lebhaft wider, die infolge Einwalzung zustande kam. Auch die Vermengung der Spatmassen mit Fetzen des diabasischen Grundgewebes zeigt die mechanische Verknüpfung der beiden Bestandselemente. Außerdem treten noch jüngere quergreifende und scherende Kalkspatadern auf. Dolomit ist nicht wahrzunehmen, auch Albit konnte nicht nachgewiesen werden. Die Größe der Quarzkörner ist um 0,02 mm, die der Kalkspate zwei- bis dreimal so groß. Die Kalkspatadern sind durchwegs bis 1 mm stark.

3. Dasselbe Gestein wie 2, aber mit dicken Karbonatlagen verwalzt.

Im dritten Diabasvertreter sieht man eine gröbere Verwalzung von Diabasmaterial mit quarzführendem Kalkstein. Hier war am dringlichsten zu unterscheiden, ob das diabasische Material mit demjenigen von 1 und 2 direkt zusammengehört oder ob es sich um einen Tuffit handelt. Makroskopisch war das nicht durchzuführen, mikroskopisch aber zeigt der Schnitt durch eine diabasische Lage die chloritisierten ehemaligen Augiteinsprenglinge ebenfalls, nur in gröber gestrecktem Zustand, doch fast völlig 2 entsprechend. Sie führen gelegentlich auch Kalkspat.

Das Grundgewebe, strukturell wieder vom gleichen Aufbau mit relativ feinem Magnetit wie bei 2, ist aber mehr in s verschliffen als dort. Die Karbonatsgesteinslagen zeigen innige Verwalzung mit diabasischem Material. Die mitgewanderten Quarze sind heftig zerbrochen, aber auch größere Kalkspatkörner in charakteristischer Weise rupturell deformiert. Man sieht also überall die Spuren der mechanischen Prozesse, die Diabas und Karbonatgestein verkneteten. Tuffitmerkmale waren keine zu finden. Es wäre noch zu erwähnen, daß einzelne Kalkspatkörner fast 1 cm groß werden, marmorisierte Kalkspate mit 2,5 mm Durchmesser sind auch nicht selten. Die in das Kalkspatgewebe eingebetteten Quarze (Durchmesser = 0,2—0,3 mm) zeigen aber bereits Spuren durch Zerlegung von Klüften, in denen sich Kalkspat angesiedelt hat.

An den typischen Stücken 2 und 3 ergab die Probe mit verdünnter HCl lebhaftes Aufbrausen, wodurch auch auf diese Weise das Karbonat als Kalkspat bestätigt wird.

Entwicklungsgeschichte dieser Diabastypen.

Als Ausgangsmaterial kommt nachweislich ein diabasisches Muttergestein in Frage. Ob es sich um eine hypabyssische Muttermasse oder um einen Lavastrom bzw. eine Lavadecke handelte, kann nicht klar unterschieden werden. Jedenfalls ist ein Aschencharakter bei den beschriebenen Formen nicht zu erkennen.

Betrachten wir unser Gestein vom Standpunkt der Differentiation aus, so ist darauf zu achten, daß wir es hier zum Teil örtlich mit Augitporphyriten zu tun haben (Feldspateinsprenglinge sind dann nicht vorhanden). Nach W. Eitel[4] (S. 97) ist das den Diabasen zugrunde liegende Magma anchieutektisch, d. h. nahezu schon eutektisch. Ein geringer Überschuß an augitbildenden Oxyden über das Eutektikum muß daher schon einen Augitphorphyrit als Kristallisat ergeben; ein geringer Überschuß an Plagioklassubstanz wird sich als Diabasporphyrit manifestieren. Die Grundmasse stellt das Eutektikum dar. Man sieht also, daß zwischen dem von R. Schwinner beschriebenen Typus und dem in dieser Studie bearbeiteten keine grundlegenden Unterschiede bestehen und die Verwandtschaft eine sehr nahe ist.

Die Begrenzung der Augitkristalle ist, soweit noch kenntlich, die in solchen Gesteinen allgemein bekannte, ebenso Tracht und Größe.

Über die ursprüngliche Natur der Plagioklase läßt sich nur sagen, daß sie basischer gewesen sein müssen als die heutige Beobachtung ergibt; dafür sprechen ihre Kalkspateinschlüsse. Olivin gelangte in diesen Gesteinen nicht zur Ausscheidung. Magnetit und Ilmenit sind in einem solchen Gestein zu erwarten und sowohl als Einschlüsse in den Einsprenglingen als auch besonders als Gemengteile in der Grundmasse bekannt. Relikte von beiden waren nachzuweisen.

Die Kalkspatadern darf man wohl als lateral-sekretorische Absätze von Kalkspat und Quarz im Zusammenhang mit jener molekularen Mobilisation auffassen, welche die tektonischen Vorgänge begleitete bzw. überdauerte.

[4] Boeke-Eitel, W., Grundlagen der physikalisch-chemischen Petrographie. Berlin, Borntraeger, 2. Aufl. 1923, S. 1—589.

An die primäre Differentiations- und Erstarrungsgeschichte schloß sich die Metamorphose. Es kann nicht einwandfrei festgestellt werden, in welcher Formation gerade diese Diabaseruptionen stattgefunden haben, schon deshalb, weil wir nicht wissen, ob alle Diabase, die bei uns in vorkarbonischen Ablagerungen auftreten, auch wirklich nur einer Eruptionsperiode angehören. Ein Teil ist nach R. Schwinner[5] sicher Vorläufer zur variszischen Orogenese. Bei den in älteren Formationen als Devon steckenden erscheint die Zuordnung zu älteren Zyklen nach demselben Autor fraglich. Ebensowenig können wir mit Sicherheit angeben, ob die Metamorphosierung variszisch oder alpidisch ist. Jedenfalls aber ist es eine Metamorphose der Mineralzone der ersten Streßzonenstufe, und zwar führt sie noch über die Grünstein-Fazies in die Epidotamphibolit-Fazies hinein, da ja schon Uralit gebildet wurde[6]. Daß in den bearbeiteten neuen Vorkommen die Hornblende beim Gestein 2 und 3 ausbleibt, könnte auch einen primären chemischen Grund haben, nämlich den, daß die entsprechenden Mutterpyroxene klinoenstatitisch gebaut waren. Es kommt aber doch auch etwas Karbonat selbst in diesen Pseudomorphosen vor, so daß die andere Möglichkeit, daß nebeneinander und in Übergängen sowohl die Fazies IV (Epidotamphibolit-Fazies) als auch die Grünstein-Fazies (III) auftreten, ebenso wahrscheinlich erscheint.

Im übrigen finden wir hier dieselben Verhältnisse wie in anderen alpinen Metadiabasgebieten, nämlich die gleiche mineralfazielle Entwicklung, aber vertreten sowohl in nicht durchbewegten als auch in durchbewegten Typen.

Beziehungen zum „massigen Diabas“ vom Seifried, Trötsch SW-Hang.

Vgl. R. Schwinner[2] (S. 251).

Beim Vergleich der hier neubearbeiteten Diabase vom Fuß des Hochtrötsch bei P. 1066 mit dem „massigen Diabas“ vom Seifried zeigt sich zwar fast dieselbe grüne Farbe, nur erscheinen die augitporphyritischen Metadiabase ein klein wenig dunkler. Dies hat folgenden Grund: Während an den ersteren nur die schwarzen Einsprenglinge aufscheinen, die genau so wie bei Schwinner

[5] Schwinner, R., Gebirgsbildung, magmatische Zyklen und Erzlagerstätten in den Ostalpen. Berg- u. Hüttenmännische Monatshefte, 94, Heft 6, 1949, S. 135—144.

[6] Angel, F., Mineralfazien und Mineralzonen in den Ostalpen. Wiss. Jahrb. d. Univ. Graz, 1940, S. 251—304.

uralitische Pseudomorphosen nach Augit sind, zeigt das Handstück des „massigen Diabases“ außerdem noch zahlreiche etwas kleinere weiße Plagioklaseinsprenglinge, die R. Schwinner bei der Dünnschliffbeschreibung erwähnt. Es sei hier nachgetragen, daß die Plagioklaseinsprenglinge seines Fundes — die Ausmessung ergab 24% — Albite sind, grob und verzwillingt, mit Einschlüssen sowohl von Karbonat als auch von Uralitmikrolithen. In den Diabasen vom P. 1066 gibt es diese Bildungen nicht. Das bei der Umsetzung der Augite als auch der Plagioklase gebildete Karbonat ist wohl Kalkspat.

Schwinner führt in der Grundmasse Muskowitschüppchen an, im übrigen deckt sich der diesbezügliche Mineralbestand beider Vorkommen. Bei der Durchsicht des Schliffes seines „massigen Diabases“ zeigte es sich, daß auch dort der Muskowit kaum eine Rolle spielt.

Die mineralfazielle Entwicklung ist in beiden Gesteinen dieselbe. Nach diesen Eigenschaften ist es durchaus wahrscheinlich, daß der Schwinnersche Diabas mit den hier beschriebenen in dem Sinne zusammengehört, daß es sich lediglich um verschiedene Differentiationsprodukte handelt (siehe S. 6).

Der Vollständigkeit halber sei noch erwähnt, daß sich in Begleitung der „massigen Diabase“ von Seifried auch norizitische Tuffite finden (vgl. F. Angel[7], S. 10), eingereiht in B IV; die neu beschriebenen Stücke wären aber in A IV der Systematik von F. Angel einzureihen.

Tonschiefer

in Begleitung der Hochtrötsch-Diabase, südsüdöstlich von P. 1066.

Wie eingangs erwähnt, findet sich mit den Diabasen auch Tonschiefer. Dieses Gestein ist von gelblichgrüner Farbe, schwach schimmernd mit kleineren und größeren rostigbraunen Flecken (Eisenhydroxyd). Der Hauptbruch ist uneben und striemig, das Gefüge dicht. Die Schichtung erscheint gut ausgeprägt, Faltung ist keine zu sehen. Die Farbe des Schiefergewebes ist ein sehr helles Grau mit gelblichem Stich.

U. d. M. sieht man Quarzkörnchen und feine Glimmermineralien, von denen ein Teil Serizit ist, der andere Teil aber wegen der Feinheit nicht agnostizierbar erscheint. Dieses kristalline Gewebe ist von Limonit in Krümelchen und Fahnen

[7] Angel, F., Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. Mitteil. d. Naturw. Ver. f. Stmk., Graz 1933, S. 1—20.

durchwirkt. Darin befinden sich auch einige Rutilkriställchen und Apatite, letztere von splittriger Umgrenzung und mit limonitischer Umkrustung. Alle diese Mineralkörner haben Durchmesser von 0,002 bis 0,001 mm und darunter. Nur beim Apatit ist auffallenderweise der Durchmesser der Körnchen um 0,01 mm; es ist das größte Korn, das im Gewebe zu sehen ist.

Sehr kennzeichnend ist es, daß keine eigenen Quarz- und Glimmerlagen auftreten, sondern die Mineralien fein gemengt sind.

Die Glimmermineralien sind in s eingeschlichtet, was im Querschnitt im polarisierten Licht recht gut beobachtet werden kann. Stellt man nämlich s dem Fadenkreuz parallel, so erscheint die überwiegende Mehrzahl der Körnchen dunkel; geht man in die 45°-Stellung über, so ergibt dies eine fast allgemeine Aufhellung des Gesichtsfeldes.

Es erscheinen auch noch feinere Körnungen, das merkt man deutlich, wenn man in auffallendem Licht die nur schwach limonitisch angefärbten glimmerigen Lagen durchmustert. Hier handelt es sich wahrscheinlich um Anhäufungen von so feinen Körnchen oder Schüppchen von Tonmineralien, daß sie selbst u. d. M. undurchsichtig-erdig erscheinen. Sie reflektieren weiß, schwächer wie Titanit (Leukoxen), und können auch der Menge nach nicht als Titanit angesprochen werden. Der Rutilgehalt ist fraglich, denn es konnten nur ganz vereinzelt winzigste Nädelchen beobachtet werden, die nach der Höhe der Lichtbrechung und ihrer Gestalt als Rutil angesehen werden können.

Die Eisenhydroxydimprägnierung ist übrigens ungleichmäßig. Sie erscheint in den homogenen fein-serizitischen Lagen schwächer und überall dort stärker, wo die nachstehend beschriebenen gröberen rundlichen Bröckelchen zu finden sind.

An einigen Stellen des Dünnschliffes, namentlich auf s und den Bruchflächen, treten in Zeilen lose Gruppen von ovalen oder walzigen Gebilden auf. Die Streckung dieser Körperchen ist eindeutig in s erfolgt. Sie sind nur dadurch als individualisierte Gebilde erkennbar, weil sie regelmäßig von dünnen limonitischen Hüllen umkrustet sind. Ihr Inhalt ist aber derselbe wie im übrigen feinschichtigen Gewebe, d. h. Serizit mit einem quantitativ wegen der Feinheit nicht zu ermittelnden Gehalt an Quarzkörnchen. Die Körnchengrößen in diesen Gebilden sind beträchtlich unter 0,001 mm. Man kann sich fragen, was diese Klümpchen, deren Durchmesser in s 0,015 bis 0,020 mm betragen, normal dazu etwa 0,008 bis 0,009 mm, einst gewesen sein können. Und da erscheint es wahrscheinlich, daß dies gröbere einsedimentierte Körner von verwitterten Silikaten waren, die in ein Gemenge von Serizit und

Quarz und vielleicht auch anderen Tonmineralien umgesetzt worden sind.

Erwähnenswert ist noch das Auftreten von mit Quarz verheilten Querklüften, in denen die Mineralkörnchen Durchmesser von 0,06 mm haben. Die Quarzkristalle sprießen von der Wand gegen das Innere der Klüfte und füllen häufig die Spalten nicht vollkommen aus. Der innere Hohlraum ist jedoch mit Eisenhydroxyd erfüllt.

Fazieller Zustand der Tonschiefer: Wie aus der mikroskopischen Beschreibung hervorgeht, enthält der Tonschiefer noch einige deutlich als klastisch erkennbare Kornsorten (Apatit und sehr vereinzelt Quarze). Auch die limonitisch umkrusteten größeren Körner sind zumindest Bildungen klastischer Elemente. Aber der überaus feine Filz von Glimmermineralien des Gewebes scheint nicht mehr klastisch zu sein, es scheint, daß dieser Tonschiefer faziell in die Harrassowitzsche „Anchizone“[8] einzureihen wäre, anchimetamorph, also abweichend zwar von den Zuständen der Erdoberfläche, aber noch nicht der Epizone entsprechend. Damit wäre freilich zwischen den diabasischen Gesteinen und diesen Tonschiefern noch ein kleiner Hiatus in der Metamorphose.

Gegenüber dem Semriacher Phyllit erscheint der Tonschiefer viel feiner körnig und homogener, er ist karbonatfrei, es fehlt auch die Durchbewegung. Nach der Beschreibung Schwinners[2] sind sowohl die Semriacher Phyllite bzw. Phyllonite im Grundgebirge als auch die Taschenschiefer im Deckgebirge petrographisch diesem Tonschiefer nicht vergleichbar.

[8] Fischer, Georg, Gedanken zur Gesteinssystematik. Jb. d. Preuß. Geolog. Landesanstalt, 54, 1933, S. 553—584.